

*des Montpellier
1968*

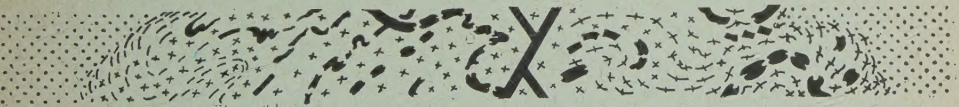
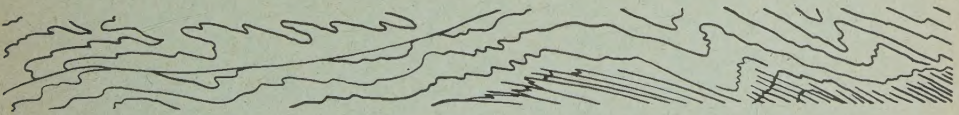
TIRÉ A PART

INSTITUT DE GÉOLOGIE DE L'UNIVERSITÉ DE NEUCHÂTEL

P. Matte

ETAGES TECTONIQUES

Colloque de Neuchâtel 18—21 avril 1966



A LA BACONNIÈRE, Neuchâtel (Suisse)

1968



**LA SCHISTOSITÉ PRIMAIRE DANS L'ARC HERCYNIE DE GALICE ;
VARIATION DE SON PENDAGE
PARALLÈLEMENT ET PERPENDICULAIREMENT AUX STRUCTURES
ET RÔLE DES PHASES DE DÉFORMATION ULTÉRIEURES**

par

Philippe MATTE

Géologie structurale, Faculté des sciences, Montpellier (France)

INTRODUCTION

Dans le Nord-Ouest de l'Espagne, l'orogénèse hercynienne a affecté les terrains depuis le Cristallin profond de Galice occidentale jusqu'au Dévono-Carbonifère non métamorphique des Asturies et du León. Les structures plissées qui en résultent s'incurvent en arcs plus ou moins concentriques en donnant une virgation régulière à convexité ouest (fig. 1).

Nous avons étudié la virgation dans le domaine compris entre la Galice occidentale cristalline et les terrains non métamorphiques et bien datés des Asturies et du León. Cette zone n'a fait l'objet que d'études anciennes (BARROIS, 1882) ou très générales (CARLÉ, 1945, DE SITTER, 1949) et en raison de la monotonie des faciès et de la rareté des fossiles, les grands traits de la stratigraphie n'y ont été dégagés que récemment (LOTZE, 1961, RIEMER, 1963, WALTER, 1963, PARGA-PONDAL, MATTE et CAPDEVILA, 1964, MATTE, 1966). Les terrains, schisto-gréseux pour la majeure partie, s'échelonnent du Précambrien jusqu'au Dévonien et se prêtent bien à l'analyse microtectonique. Ils sont en effet entièrement situés sous le front supérieur de la schistosité primaire à l'encontre de ceux des Asturies et du León, plus à l'Est, sans être pour autant trop affectés par le métamorphisme et la granitisation comme en Galice occidentale. L'étude systématique des plis mineurs, des linéations et des schistosités à toutes les échelles, appuyée sur une cartographie au 1/50 000 des mégastructures, nous a permis de distinguer les phases de déformation successives et de suivre leur évolution parallèlement et perpendiculairement à l'arc galicien.

Il apparaît que l'allure arquée des structures ne résulte pas de plissements successifs de direction différente mais est due pour l'essentiel à une phase de plissement unique, paroxysmale, caractérisée par des déversements constants vers le centre de l'arc et qui a donné l'ossature principale de la chaîne. Une deuxième phase de plissement moins intense et sans déversements importants a aussi largement contribué au bâti hercynien en donnant, surtout dans les zones internes, des mégastructures courbes plus ou moins parallèles à celles de la première phase. Le parallélisme des structures plissées avec les lignes isopiques et isopaques du Cambro-Silurien fait penser que la forme arquée était préfigurée avant le plissement hercynien. La zone ouest-asturienne constitue en effet un sillon courbe (LOTZE, 1961) où l'épaisseur du Cambro-Silurien est maximum (12 000 m. environ) et décroît rapidement de part et d'autre. Le déversement des plis de la phase majeure et aussi parfois celui de la deuxième phase vers le centre de l'arc et l'augmentation du métamorphisme en sens inverse permettent de subdiviser la chaîne en zones externes (orientales) et internes (occidentales).

Cet article recouvre en partie le travail d'une thèse de Doctorat d'Etat ès Sciences naturelles, soutenue le 22 Avril 1968 à la Faculté des Sciences de Montpellier, enregistrée au C.N.R.S. sous le numéro A.O. 2248.

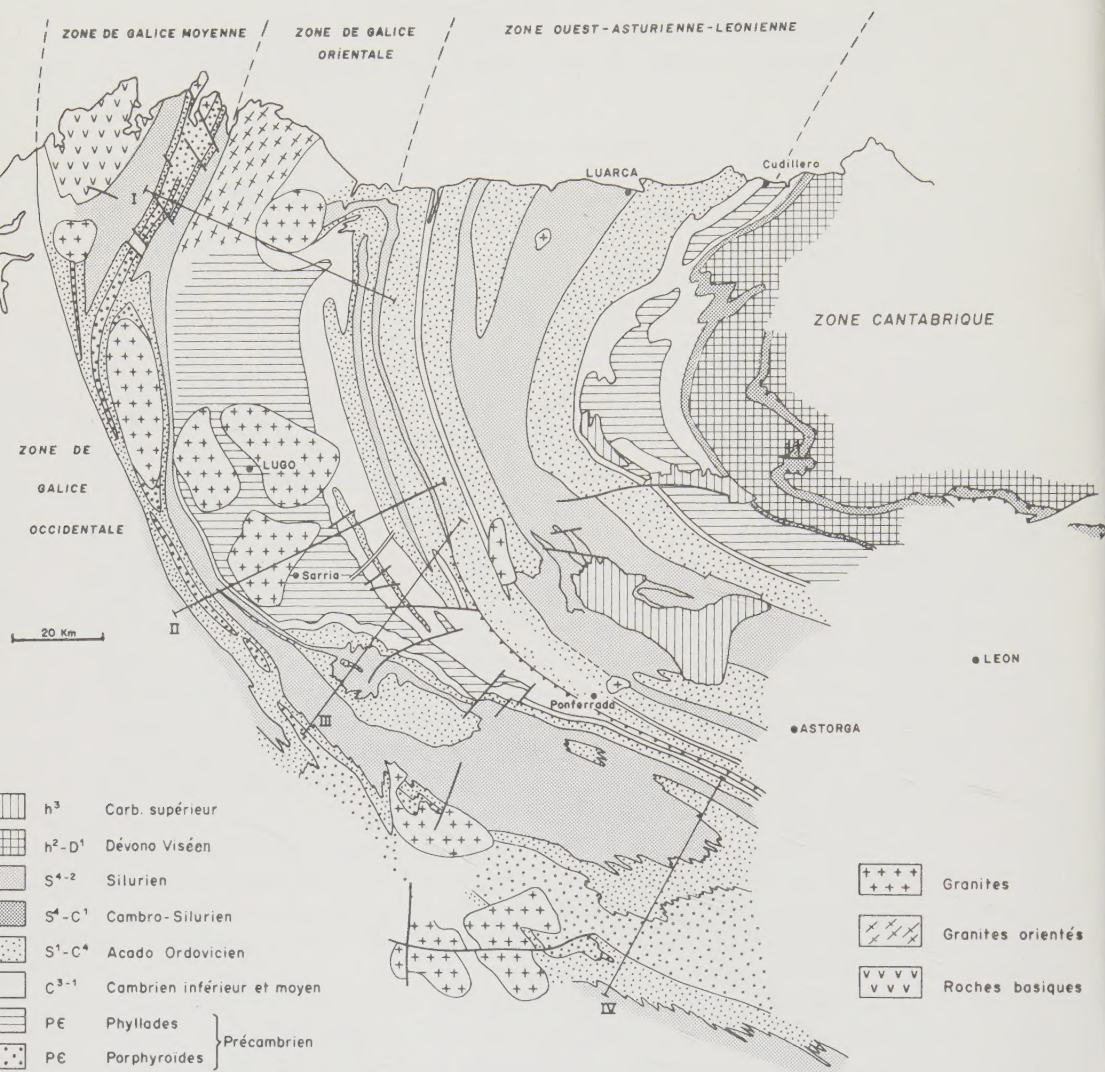


FIG. 1. Schéma géologique d'ensemble ; avec l'emplacement des coupes.

LA PHASE MAJEURE DE PLISSEMENT

Partout présente dans le secteur étudié, cette phase est la première déformation hercynienne observable. Elle a donné les mégastructures les plus visibles surtout dans les zones externes où l'action des phases postérieures est négligeable. Ce sont des plis relativement serrés qui se suivent parfois sur des dizaines de kilomètres. Leur direction générale s'incurve graduellement de NE-SW dans la partie Nord, sur la côte cantabrique, à N-S dans la partie

moyenne puis à NW-SE dans la partie Sud du domaine étudié. Les plis s'accompagnent partout d'une schistosité primaire S1 de plan axial, dont l'intersection avec la stratification donne une linéation l1, et de microplis de style et de direction analogues.

Le style de la déformation varie perpendiculairement et parallèlement à l'arc.

Les plis, assez ouverts et dont le plan axial est proche de la verticale dans les zones externes, tendent à devenir isoclinaux et de plus en plus couchés vers le centre de l'arc dans les zones internes. Le plus spectaculaire est le pli couché de Mondonedo (Lugo) dont le flanc inverse atteint vingt kilomètres (MATTE, 1964). Il a été ultérieurement ployé par la deuxième phase si bien que le cœur formé de Précambrien schisteux dessine actuellement une tête plongeante vers l'Est-Sud-Est (coupe 1). Tous les axes de plis mineurs et les linéations d'intersection l1 ont une direction N 20° à 30° E et le relèvement axial de l'ensemble vers le Nord-Nord-Est permet de voir la totalité du flanc inverse. La structure couchée se continue sans doute vers le Sud-Sud-Ouest dans les micaschistes de Lugo mais ne laisse voir que son flanc normal (coupe 2).

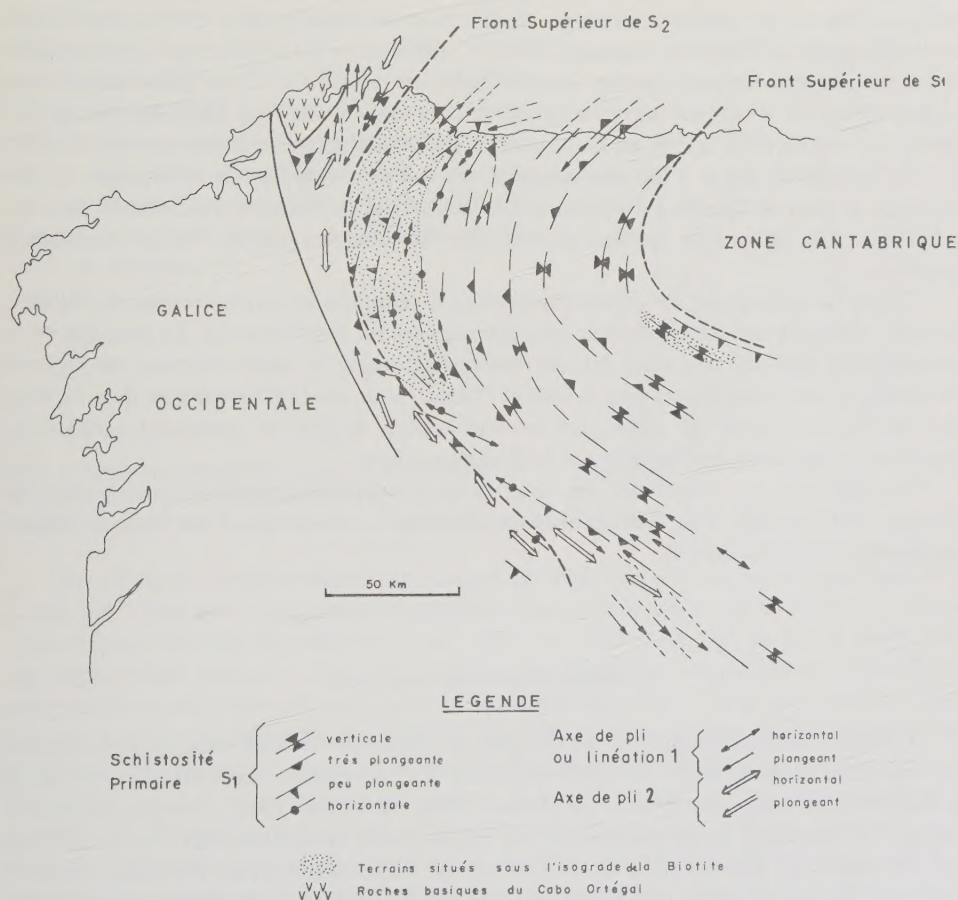


FIG. 2. Schistosités et linéations hercyniennes.

Plus au Sud encore, dans la Sierra de Caurel (Lugo) (MATTE, 1963), un grand pli couché vers le Nord-Nord-Est dans la couverture cambro-silurienne des schistes et micaschistes précambriens de Sarria (Lugo) forme une unité supérieure et plus interne dont le flanc inverse atteint 8 km. (coupe 3). La schistosité, les microplis et les linéations d'intersection sont horizontaux avec une direction moyenne 110 qui est celle des plis majeurs. Ce grand pli couché s'enneige à l'Ouest, ployé obliquement par la deuxième phase et sa flèche diminue vers l'Est-Sud-Est où les plans axiaux se redressent jusqu'à la verticale.

Dans les zones plus internes, on ne connaît pas l'amplitude des mégasstructures de la première phase dont la majorité ne montrent que leur flanc normal fortement replissé par la deuxième phase. Néanmoins le caractère isoclinal encore plus marqué des plis mineurs et la juxtaposition de zones de faciès très différents supposent là aussi de grands plis couchés.

La schistosité montre une évolution comparable à celle des plis dont elle est plan axial. La limite de son front supérieur correspond en gros au bord externe (oriental) de la zone précambrienne anticlinale Cudillero-Cangas-Villablino (fig. 2) qui sépare la zone cantabrique à l'Est où le Cambro-Silurien est relativement peu épais (1500 à 2000 m.) de la zone ouest-asturienne à l'Ouest où il atteint 12 000 m. environ. A l'Est de cette ligne, la schistosité ne monte que très rarement jusque dans le Cambrien inférieur et d'une façon générale on ne trouve pas de schistosité associée aux structures tangentielles des Léonides (DE SITTER, 1962). Par contre à l'Ouest et au Sud-Ouest la schistosité primaire affecte tous les terrains jusqu'au Dévonien inclus. C'est généralement une schistosité de flux dans les pélites où elle constitue le plan de fissilité maximum, et une schistosité de fracture plus espacée dans les quartzites. Elle est le plus souvent absente dans les calcaires qui ont flué et recristallisé largement.

Elle se caractérise par son aspect soyeux dû à la cristallisation syntectonique de phyllites (séricite, chlorite), qui tend à devenir plus intense vers les zones internes. Le pendage de la schistosité est celui du plan axial des plis : subverticale dans les zones externes, elle s'aplatit progressivement quand on va vers le Sud et l'Ouest, pour devenir horizontale dans la zone des plis couchés. Dans les zones plus internes encore, le plan de schistosité initialement horizontal a été fortement replissé par la deuxième phase.

Parallèlement aux structures, on observe un redressement progressif vers le Sud-Est du plan axial des plis et de la schistosité qui deviennent sub-verticaux sur toute la largeur du domaine étudié (coupe 4).

DÉFORMATIONS ANTÉSCHISTEUSES

L'analyse microtectonique ne permet pas de mettre en évidence dans notre secteur de déformations antéschisteuses notables sauf dans le Précambrien ouest-asturien sur lequel le Cambrien est largement discordant (LOTZE, 1956, DE SITTER, 1961). Dans les zones plus internes le Cambrien paraît concordant sur les phyllades précambriennes bien qu'on note par endroits à sa base la présence de niveaux de microconglomérats (WALTER, 1963). Il n'est pas cependant exclus que l'intensité de la phase majeure hercynienne ait oblitéré la discordance et les phases antérieures connues par ailleurs dans le Précambrien catazonal du

Cabo-Ortega (DEN TEX et VOGEL, 1963). D'autres mouvements à la limite du Silurien et de l'Ordovicien se traduisent par une discordance cartographique mais n'ont pas donné de dispersion notable des axes I_1 .

DEUXIÈME PHASE DE PLISSEMENT ET PHASES TARDIVES

Phase 2 : Une deuxième phase de plissement a aussi contribué au bâti hercynien en donnant dans les zones internes, où elle s'accompagne de schistosité, des mégastructures courbes plus ou moins parallèles à celles de la première phase. La plus évidente correspond en gros à l'anticlinal de porphyroïde précambrienne qui se suit sur près de 300 km. depuis la côte cantabrique jusque dans la région de Zamora (fig. 1). Dans le détail les plis 2 qui replissent les structures primaires leur sont souvent obliques. En particulier dans le Nord, où ce fait avait déjà été signalé par Nissen (1959), l'anticlinal 2 du Barquero de direction $N 30^\circ E$ replisse les plis isoclinaux de la première phase qui plongent de 20° à 30° au NNW sur son flanc Nord-Ouest et de 20° à 30° au SSW sur son flanc Sud-Est vertical ou parfois légèrement renversé (fig. 3). On retrouve des relations analogues entre les deux phases plus au Sud dans la Sierra de Caurel (Lugo) où les plis 2 de direction 140 replissent les plis 1 de direction 110 .

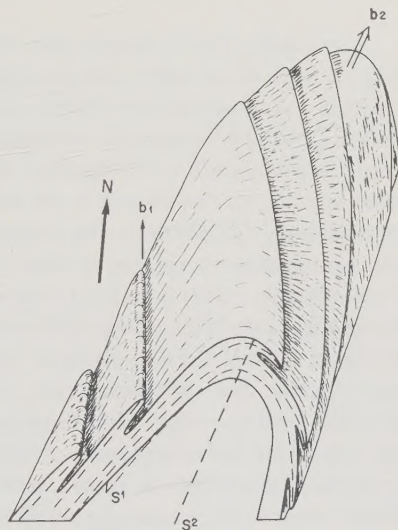


FIG. 3. Schéma montrant les rapports des phases 1 et 2 dans l'anticlinal du Barquero (Extrémité W de la coupe I).

Les plis de la deuxième phase sont des plis semblables mais plus ouverts que ceux de la phase 1 et à plan axial subvertical. (Notons à ce sujet que la différence entre plis V et H que nous avons faite précédemment (MATTE, 1964) est insuffisante car les plis 1 ont parfois des plans axiaux verticaux.) Les plis 2 sont parfois localement subisoclinaux à l'échelle du mètre ou au contraire très arrondis. Leur schistosité de plan axial S_2 permet de les distinguer des plis 1. C'est en effet une schistosité de fracture très fruste dans les quartzites et une schistosité de crénulation dans les schistes, qui replisse les phyllites néoformées dans la schistosité S_1 . La linéation de crénulation I_2 qui en résulte est très caractéristique et d'aspect très différent de la linéation I_1 . Vers les zones externes, la schistosité puis les plis 2 tendent à disparaître pour ne plus donner que de molles ondulations. On retrouve cependant dans la zone cantabrique des phases postérieures à la tectonique tangentielle, parfois accompagnées de schistosité, qui pourraient être mise en relation avec cette phase.

Les phases tardives : Nous avons groupé dans cette rubrique toute une série de déformations dont le caractère commun est de ne pas donner de macrostructures et qui remplissent les schistosité S 1 et S 2.

Dans le Sud de la province de Lugo, il s'agit de plis souples d'échelle centimétrique à métrique, à plan axial sub-horizontal matérialisé par une schistosité de crénulation. Leur direction est généralement N-S et ils sont déversés d'Est en Ouest. On doit ranger ici aussi tous les systèmes de « kink bands » (DEWEY, 1965) et de microplissement de style cassant qui affectent la plupart des schistes. Ces déformations mineures, d'extension très locale, n'ont pas pour l'instant de signification claire. Beaucoup doivent correspondre à des phases compressives qui n'ont cependant que peu modifié la structure d'ensemble acquise lors des deux premières phases.

RELATIONS ENTRE LE MÉTAMORPHISME ET LES PLISSEMENTS

Sans entrer pour l'instant dans l'étude détaillée des paragénèses minérales, on peut observer dans un premier stade les rapports de la déformation et de la cristallisation. Tout le secteur étudié est métamorphique. La plupart des terrains sont affectés par un métamorphisme épizonal syntectonique caractérisé par la néoformation de phyllites (chlorite, séricite) dont la cristallisation et l'orientation dans le plan de schistosité primaire croissent vers les zones internes où l'on aboutit à une schistosité de flux parfaite qui devient le plan de fissilité maximum. Un domaine plus restreint est caractérisé par l'apparition de faciès mésozoaux principalement axés sur le dôme précambrien de Lugo, mais que l'on trouve aussi sur la côte (NISSEN, 1959) dans l'autochtone du pli couché de Mondonedo et dans la partie la plus profonde du Précambrien ouest-asturien. Nous avons observé les rapports de la cristallisation et de la schistosité primaire, spécialement dans la région de Sarria (Lugo) où l'on peut observer dans le Précambrien, mais aussi dans le Cambrien, le passage progressif des séries pélitiques peu métamorphiques (quartz, albite, muscovite, chlorite, chloritoïde) aux séries plus métamorphiques à l'Ouest où l'on note, selon des isogrades obliques aux structures, l'apparition de grenat, biotite, puis de l'association fréquente staurotide-andalousite. Notons aussi en certains points la présence de disthène, qui indiquerait, s'il est contemporain des associations précédentes, un métamorphisme de type intermédiaire de basse pression au sens de Miyashiro (1961).

Dans ces micaschistes qui se raccordent plus au Nord à ceux de Lugo et de Villalba, la plupart des minéraux se présentent sous forme de porphyroblastes et de poeciloblastes. L'examen des rapports de leur schistosité interne et de la schistosité externe permet de voir qu'ils ont généralement poussé postérieurement à la schistosité 1 dans un état de contraintes isotropes. Plus au Nord (région de Lugo) les micas ont aussi recristallisé mimétiquement des surfaces préexistantes parfois postérieurement à la phase 2 (région de Foz), sous forme d'arcs polygonaux, et il devient de ce fait très difficile de voir les rapports déformation-cristallisation.

Il apparaît en définitive que le métamorphisme a débuté avec la phase 1 paroxysmale et s'est poursuivi après dans les zones les plus métamorphiques. Nous ne connaissons pas pour l'instant de phyllites néoformées lors de la phase 2.

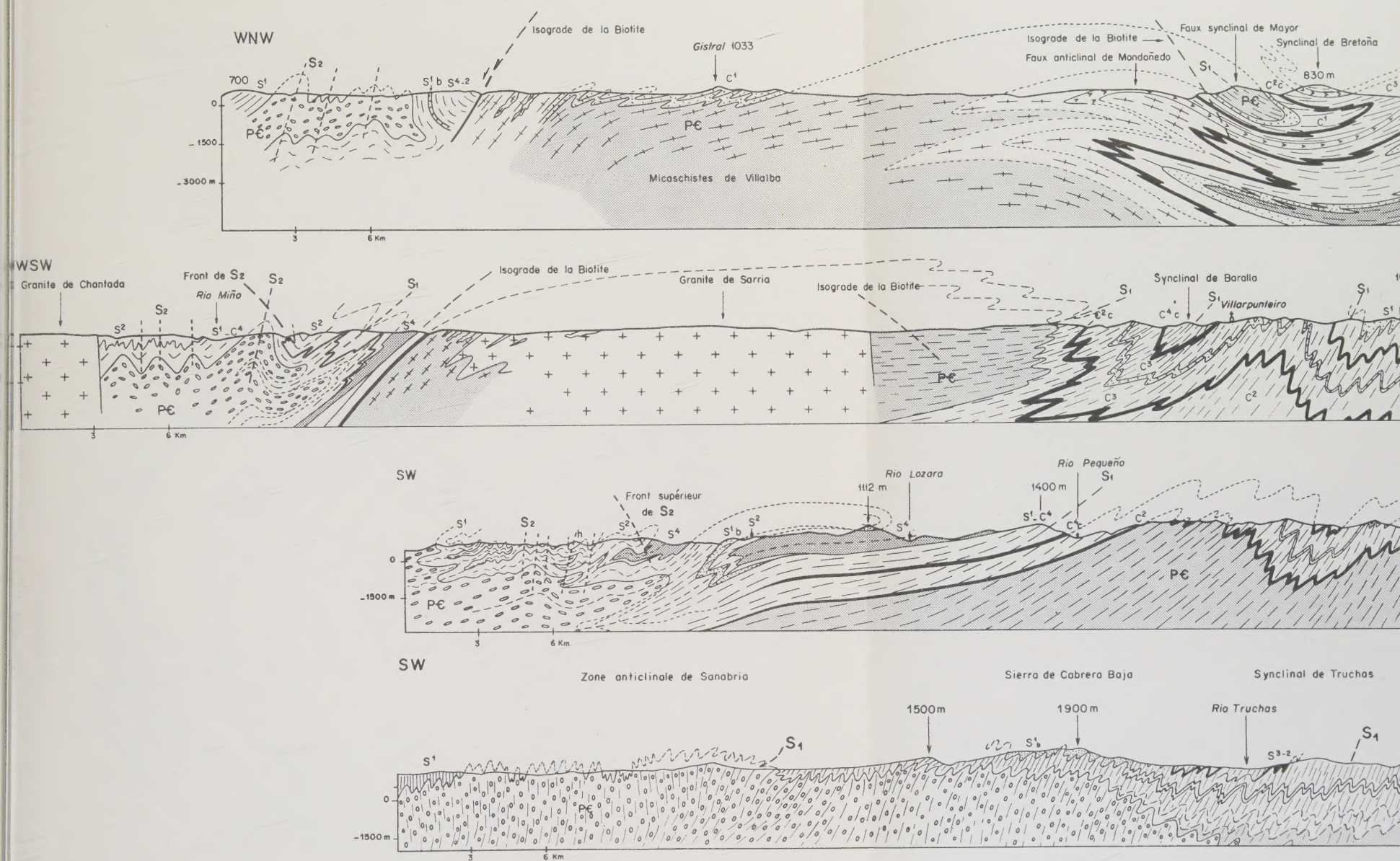
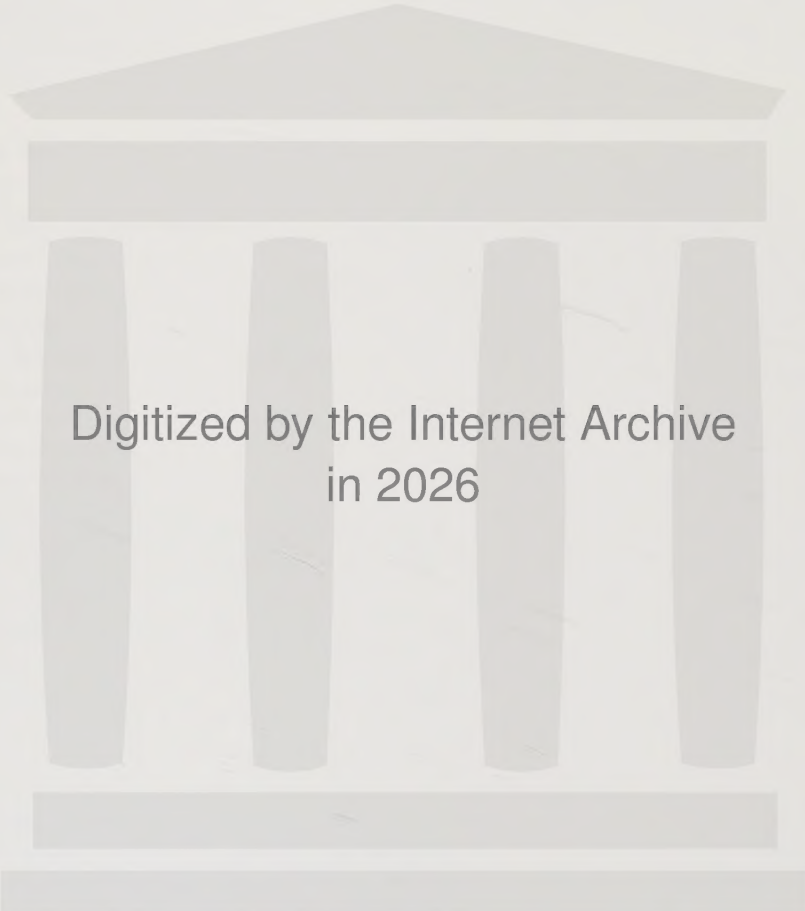


FIG. 5.
 S¹: Gothlandien.
 S^{2b}: Ashgillien.
 S^{2a}: Caradocien.
 S²: Llandeilien.
 S^{1b}: Grès armoricains à Cruziana (Arénigien).
 C¹-S¹: Série de los Cabos (Acado-Trémadocien).

C⁴⁰: Calcaire de Vega
 C³: Série de Candana
 C²⁰: Calcaire de Can
 C¹: Série de Candana
 PC: Phyllades et porp
 S¹: Schistosité primai
 S²: Schistosité de la p



Digitized by the Internet Archive
in 2026

https://archive.org/details/IA41548305_0030

CONCLUSIONS

La tectonique hercynienne a donné dans le Nord-Ouest de l'Espagne des plis dont l'allure courbe et les déversements constants vers le centre de l'arc ainsi formé sont caractéristiques. Pour la première phase paroxysmale, l'absence de schistosité dans la zone des Asturies et du León, puis son apparition et son aplatissement progressif vers le Sud et vers l'Ouest où l'on aboutit à une tectonique en grands plis couchés particulièrement intense au rayon de courbure minimum de la virgation, traduisent une évolution très nette vers les zones internes où l'on passe à des niveaux structuraux de plus en plus profonds. C'est dans ces parties internes que la chaîne a été le plus profondément érodée. Une couverture dévonienne d'au moins 4000 m. nécessaire à la formation de la schistosité (FOURMARIER, 1962)

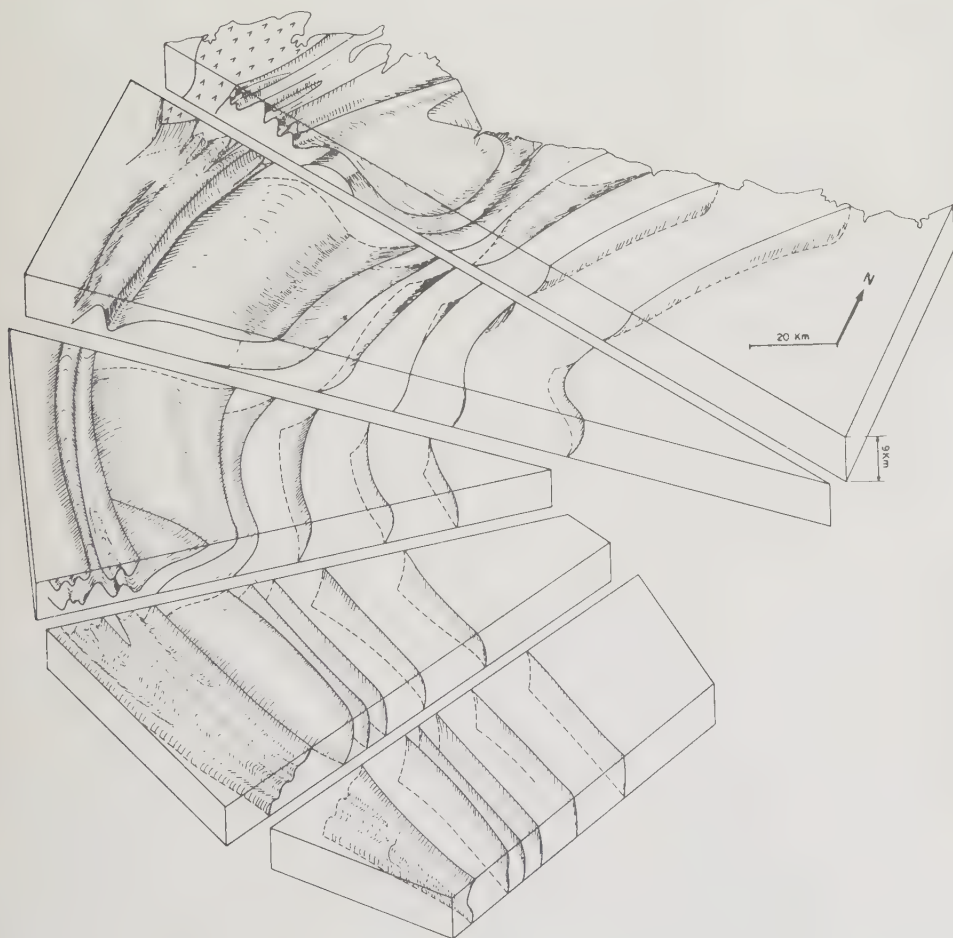


FIG. 4. Allure de la schistosité primaire (S 1) dans l'arc hercynien de Galice.

et des plis couchés a été totalement enlevée sauf en de rares endroits (MATTE, 1966). L'absence de dépôts discordants antérieurs au Stéphaniens ne permet pas de dater les phases hercyniennes avec autant de précision que dans les Asturies et le León (DE SITTER, 1961, WAGNER, 1962). Cependant pour des raisons de proximité et de continuité, il est satisfaisant de penser que la phase majeure est contemporaine de celle qui a mis en place les « nappes » plus superficielles, des Léonides. Des datations absolues faites par MM. Capdevila et Vialette (1965) sur les granites tardifs postérieurs à la phase 2 (RIEMER, 1965) ont en effet donné un âge de 276 ± 10 MA c'est-à-dire Stéphano-permien.

L'allure courbe devait être déjà préfigurée au Cambrien puisque son épaisseur est maximum dans le sillon courbe ouest-asturien et décroît vers l'Est mais surtout vers le Sud et l'Ouest où il arrive à manquer complètement. En effet dans la zone la plus interne, des couches attribuables au Trémadoc reposent directement sur des porphyroïdes qui représentent sans doute des produits de remaniement immédiat d'un vieux socle granitique précambrien, plus anciens que le Précambrien schisteux plus externe. Il s'en est suivi une courbure des structures hercyniennes, aussi bien pour la phase 1 que pour la phase 2, si bien que la schistosité primaire se dispose en surfaces courbes, convexes et de plus en plus aplaties vers les zones internes où la phase 2 les replisse. Ces surfaces se redressent en même temps de façon progressive vers l'Est-Sud-Est jusqu'à la verticale (fig. 4). La verticalisation vers le centre de l'arc doit être due en partie au rôle résistant joué lors du plissement par la formidable série de quartzites de la zone ouest-asturienne (près de 8000 m.); celle vers le SE est due à une diminution de la tectonique tangentielle vers les zones où le rayon de la virgation augmente.

BIBLIOGRAPHIE

- BARROIS, Ch. — (1882). Recherches sur les terrains anciens des Asturies et de la Galice. Thèse, *Mem. Soc. Géol. du Nord*, t. 2, N° 1, 630 p.
- CAPDEVILA, R., VIALETTE, Y. — (1965). Premières mesures d'âge absolu effectuées par la méthode du Strontium sur des granites et micaschistes de la province de Lugo (N-W de l'Espagne). *C. R. Acad. Sc. Paris*, pp. 5081-5083.
- CARLÉ, W. — (1945). Ergebnisse geologischer Untersuchungen im Grundgebirge von Galicien (N-W Spanien). Traduit dans *Publ. extr. s. Géol. Esp.*, t. V, Madrid, 1950.
- DEN TEX, E., VOGEL, D. E. — (1963). A « granulitgebirge » at Cabo Ortegal (N-W Spain). *Geol. Rundsch.*, t. 52, N° 1, pp. 95-112.
- DEWEY, J. F. — (1965). Nature and origin of kink bands. *Tectonophysics*, vol. 1, N° 6, pp. 459-494.
- FOURMARIER, P. — (1962). Les déformations mineures des roches dans les chaînes plissées de la zone méditerranéenne. *Livre Mém. Paul Fallot*, t. I, pp. 57-83.
- LOTZE, F. — (1956). Das Präkambrium Spaniens. *N. Jb. Geol. Paläont.*, H. 8, pp. 373-380.
- (1961). Das Kambrium Spaniens. Teil. 1 : « Stratigraphie. » *Abh. d. Math. Natur Klasse. Jah. 1961*, N. R. 6, pp. 285-438.
- MATTE, Ph. — (1963). Sur la structure du Paléozoïque de la Sierra de Caurel (N-W de l'Espagne). *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.*, pp. 243-245.
- (1964). Remarques préliminaires sur l'allure des plis hercyniens en Galice orientale. *C. R. Acad. Sc. Paris*, pp. 1981-1984.
- (1966). « Sobre presencia de capas atribuibles al Devonico en las limites de las provincias de Lugo y de León. » A paraître in *Not. y Com. Inst. Geol. y Min. d'Esp.*
- MIYASHIRO, A. — (1961). Evolution of metamorphic belts. *J. of Petrology*, vol. 2, part. 3, pp. 277-311.
- NISSEN, H. U. — (1959). « Deformation und Kristallisation in Nordwest-Spanischen Küstengebirge bei Vivero. » *Dissert. d. Math. Natur. Fak. d. Westf. Wilh. Univ.*, 300 p.
- PARGA-PONDAL, I., MATTE, Ph., CAPDEVILA, R. — (1964). Introduction à la géologie de l'« Ollo de Sapo », formation porphyroïde antésilurienne du Nord-Ouest de l'Espagne. *Not. y Com. Geol. y Min. d'Esp.*, N° 76, pp. 119-153.
- RIEMER, W. — (1963). Entwicklung des Paläozoikums in der Südlichen Provinz Lugo (Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont.*, Bd. 117, pp. 273-285.
- (1965). Untersuchungen am Ostrand der galicischen Kristallinzone (Spanien). *N. Jb. Geol. Paläont.* Bd. 121, pp. 274-284.
- DE SITTER, L. U. — (1949). The development of the Palaeozoic in N. W. Spain. Traduit dans *Publ. extr. s. géol. Esp.*, t. V, pp. 7-39, Madrid, 1950.
- (1961). Le Précambrien dans la chaîne cantabrique. *C. R. Som. Soc. Géol. Fr.*, p. 253.
- (1962). The hercynian orogenesis in Northern Spain, in *Some aspects of the Variscan fold belt*, pp. 1-18, *Manch. Univ. Press.*
- WAGNER, R. H. — (1962). La signification de la phase leonienne dans le N-W de l'Espagne. *C. R. Acad. Sc. Paris*, pp. 3382-3384.

